مجلّهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، سال هفدهم، شمارهٔ ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۸، شمارهٔ پیاپی ۳۲

DOI: 10.22067/geography.v17i1.72293

ارائهٔ شاخصی جدید برای مطالعهٔ بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز

تهمینه چهره‌آرا ضیابری (استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکدهٔ علوم اجتماعی، دانشگاه پیام نور، قزوین، ایران، نویسندهٔ مسئول)

ta_ch_55_ir@yahoo.com

طاهر صفرراد (استادیار گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری، دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران)

t.safarrad@umz.ac.ir

صص ۳۰۶ ـ ۲۸۳

چکیده

اهداف: پژوهش پیش رو سعی دارد با ارائهٔ شاخصی جدید، بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز را واکاوی کرده و آن را پیش‌بینی کند.

روش: در این راستا، داده‌های روزانهٔ بارش مربوط به ۸ ایستگاه سینوپتیک سواحل جنوبی خزر طی سال‌های ۱۹۸۶تا۲۰۱۰ گردآوری شدند. بارش سنگین در هر ایستگاه به‌عنوان رخدادی که مقدار بارش روزانهٔ آن بیش از میانگین بلند مدت آن ایستگاه بوده باشد، تعریف شد و در گام بعدی اگر ٦ ایستگاه به صورت همزمان بارش سنگین داشته باشند به‌عنوان بارش سنگین و فراگیر مورد مطالعه قرار گرفتند. طی دورهٔ مورد مطالعه ١٠٤ رخداد بارش سنگین و فراگیر شناسایی شد. برای بررسی شرایط همدید نیز با مراجعه به مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/علوم جو(NCEP/NCAR) داده‌های مؤلفه‌های مختلف جو اخذ شد. به منظور شناسایی و واکاوی الگوهای همدیدی این بارش‌ها با رویکرد محیطی به گردشی از طریق تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد انجام شد.

یافته‌ها: نتایج نشان داد که در همهٔ الگوها، حضور یک پرفشار در نیمهٔ شمالی خزر سبب ایجاد جریانات شمالی می‌شود که با حرکت به سمت جنوب، ضمن جذب

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۸/۲۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۸/۰۷/۰٦

رطوبت از منبع رطوبتی واقع در منطقه، ناپایدار شده و نهایتا منجر به بارش‌های سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر می‌شود. وقوع بارش های سنگین در منطقه همراه با گرادیان فشار در راستای شمال به جنوب بوده، این درحالی است که مقدار گردایان فشار مثبت باشد. بر همین اساس شاخصی جدید تحت عنوان گرادیان فشار دریای خزر (GCP) ارائه شد.

نتیجه‌گیری: وجود ارتباط قوی و معنادار این شاخص با شاخص‌های دور پیوندی Ao, NAO, NCPI700, CACO و SHI و همچنین بارش‌های سنگین و فراگیر در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه حاکی از توانایی این شاخص جهت مطالعهٔ بارش‌های سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز است. طی ارزیابی‌های صورت‌گرفته و تحلیل روز به روز بارش‌های سنگین شرایط ذکر شده تأیید شد.

کلیدواژه‌ها: بارش‌های سنگین و فراگیر، تحلیل همدیدی، شاخص GCP، سواحل جنوبی خزر.

۱. مقدمه

الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در رخداد پدیده‌های محیطی، به ویژه در مناطق معتدله دارند . برخی از الگوهای گردش جوی، سبب ایجاد دوره های مرطوب و برخی دیگر موجب ایجاد دوره‌های خشک و کم آبی می‌شوند.. بنابراین، از آنجایی که وقوع رخدادهای خشکسالی و ترسالی ریشه در گردش عمومی جو دارد با شناخت الگوهای گردش جوی، امکان بررسی این پدیده‌ها قبل از وقوع و نیز، ارزیابی آثار آن‌ها تا حدودی فراهم می شود (فتاحی و رحیم زاده، ۱۳۸۸). سواحل جنوبی دریای خزر، در حد فاصل رشته‌کوه البرز تا دریای خزر، کوچک ترین ناحیهٔ اقلیمی کشور محسوب می شود (علیجانی، محمدی و بیگدلی، ۱۳۸٦). عبور مکرر پشت ها و ناو های امواج غربی، مجاورت با قو ترین مرکز پرفشار نیمکرهٔ شمالی، جای‌گیری بین بزرگ رین پیکرهٔ آبی داخلی سیارهٔ زمین در شمال و رشته‌کوه مرتفع البرز در جنوب، موجب پیدایش یکی از متنوع‌ترین و درعین حال برجسته ترین نواحی اقلیمی ایران در سواحل جنوبی دریای خزر شده است .در این میان، بی‌گمان بار ش‌های منطقهٔ

خزری، بارزترین مشخصۀ اقلیمی این منطقه محسوب می شود، به طوری کـه بیشـترین میـزان بارش سالانه، فصلی، روزانه و حتی ساعتی کشور در این منطقه به ثبت رسـیده اسـت .درعـین حال، این منطقه شدیدترین و پردوام‌ترین بارش‌ها را در سطح کشور تجربه کرده و تنوع مکانی و تغییرات زمانی بارش در این منطقه بسیار بارز و برجسته اسـت (مفیـدی، زریـن و کارخانـه، ۱۳۹۳). سؤال پیش رو این بوده که وقوع بارش‌های سنگین در این ناحیه بنا به عبور سیسـتم-های جوی مختلف حاصل کدام سازوکار جوی می باشد. از طرفی با بررسی برخی منابع مـی-توان به این امر پی برد که به نظـر مـی رسـد جریانـات سـطحی همچـون تشـکیل و تقویـت پرفشارهای سطی از عوامل عمده در وقوع بارش‌های سنگین به حساب می آید. پس ضـروری است که ضمن بررسی سامانههای مذکور نحوۀ برهمکنش آن در منطقه و اثرگذاری این سامانه در رخداد بارش‌های سنگین منطقه تحلیل و بارزسازی شود.

۲. پیشینۀ تحقیق

از تحقیقات صورت‌گرفته در خارج از کشور که به نوعی به شاخص‌سازی و اثـرات تغییـر الگوی فشار در رخداد بارش‌های منطقه مؤثر هستند می‌تـوان بـه تحقیقـات وایبیـگ[1] (۱۹۹۹) اشاره کرد که وی بارش اروپا را در ارتباط با الگوهای گردشی سـطح ۵۰۰ بررسـی کـرد. وی الگوهای گردشی را مؤلفـه‌هـای اصـلی ایـن پـژوهش در نظـر گرفـت و آن را در سـطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در توزیع بارش فصل زمستان اروپا مورد بررسـی قـرار داد. علیجـانی(۲۰۰۲) بـا بررسی نقشۀ سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، توانست دو ناوۀ خزر و سـوریه را کـه نقـش مهمـی در کنترل آب وهوای ایران دارند، شناسایی و معرفی کند. لورنزو، لوپز، کودوبیلا، گارسیا و راسـو[2] (۲۰۰۸) فهرستی از الگوهای همدیدی بارش‌های سیلابی در شمال شرق شبه جزیرۀ ایبری تهیه کردند. نتایج نشان‌دهندۀ ارتباط واضح بین مقادیر منفی این شـاخص و بـارش‌هـای سـیلابی در شمال شرق ایبری می‌باشد. هوسیئوس، لـولیس و بارتزکـاس[3] (۲۰۰۸) در پژوهشـی شـرایط همدیدی مرتبط با میزان بارندگی‌های شدید در یونان کردند. نتایج نشان داد سـاختار گردشـی

1. Wibig
2. Lorenzo, Lopez, Codobilla, Garcia & Raso
3. Hosseos, Lolis & Bartzokas

مختلف متأثر از موقعیت و شدت سامانه‌های همدید جو بالا و سطح زمین نشان‌دهندهٔ رابطهٔ مستقیم بین این سامانه‌ها و بارش های سنگین منطقه وجود دارد.بررسی نتایج تحقیقات صورت‌گرفته، نشان از دخالت جمیع عوامل منجر به بارش از جمله همرفتی، اروگرافیک و دینامیکی در این منطقه می‌دهد. در یکی از نخستین بررسی‌ها گنجی (۱۳٥٤) وقوع بارش در منطقهٔ خزری را ناشی از صعود اروگرافیک هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان داشته است. خوشحال دستجردی (۱۳۷٦) برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، یکصد و پانزده سامانه سینوپتیکی از سطح زمین تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را طی یک دورهٔ بیست‌ساله (۱۹۸۹-۱۹۷۰) شناسایی کرد که موجب این ریزش‌ها می‌شوند. او نتیجه گرفت که باران‌های بیش از صد میلیمتر در اثر ورود جبهه-های تقویت شدهٔ نسیم دریا به وسیلهٔ سامانه‌های سینوپتیکی به ساحل ریزش می‌کنند و افزایش مقدار ریزش باران با ارتفاع در دامنه‌های شمالی البرز هم در اثر تقویت بادهای آناباتیک به وسیلهٔ سامانهٔ مذکور و صعود هوای گرم و مرطوب آورده شده به وسیلهٔجبهه‌های نسیم دریا به دشت روی این دامنه‌ها رخ می‌دهد. کارلا لیما، ساتیامورتی و ریس فرنانـدز[1] (۲۰۰۹) به بررسی بارش‌های سنگین در تابستان‌های گرم و مرطوب جنوب شرقی برزیل که منجر به بروز سیل شده است، پرداختند. نتایج نشان داد که این رویدادها اکثرا ناشی از دو نوع آشفتگی جوی: جبههٔ سرد و منطقهٔ همگرایی آتلانیتک می باشد. ماتسرانگلو، هورواث، ریکیو و میگلیتا[2](۲۰۱۱) با مطالعهٔ مکانیزم توسعهٔ جریان همرفتی در رخداد بارش‌های سنگین طولانی مدت جنوب شرق ایتالیا پرداختند. هیدالگو- مونز، آرگوئسو، گامیز- فورتیس، استبان- پارا و کاسترو- دایز [3] (۲۰۱۱) به بررسی روند بارش‌های فرین مرتبط با الگوهای سینوپتیک جنوب شبه‌جزیرهٔ ایبری پرداختند. در رابطه با شاخص‌سازی و اثر پیوند از دورها بر بارش-های مناطق مختلف نیز می‌توان به تحقیقات زیر اشاره کرد.

1. Carla Lima, Satyamurty & Reyes Fernández
2. Mastrangelo, Horvath, Riccio & Miglietta
3. Hidalgo-Munoz, Argüeso, Gamiz-Fortis, Esteban-Parra & Castro-Diez

تأثیر نوسانات دمایی سطح اقیانوس هند بر بارش ملبورن استرالیا (مکانیک[1]، ایمتیز، گاتو– ترانیداد و الماهدی (۲۰۱۳)، تأثیر شاخص‌های دور پیوندی بر بارش شیلی (والدز– پیندا،والدز، دیاز و پیزارو– تاپیا[2]، ۲۰۱۵) و تأثیرات نوسانات دمایی سطح اقیانوس آرام جنوبی در بارش‌های شبه‌جزیرهٔعربستان (عبید، المزروعی، کوچارسکی، اُبرین و یوسف[3]، ۲۰۱۸) اشاره کرد.

مرادی (۱۳۸۱) به مطالعهٔ بارش‌های سواحل شمالی ایران براساس نقشه‌های ماهانهٔ سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شش ماه سرد سال طی دورهٔ آماری ۱۹۸۹–۱۹۷۱ پرداخت و نشان داد که رخداد بارش‌های شدید در شمال کشور در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با حاکم شدن پشته روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه و حضور ناوهٔ عمیق در شرق دریای سیاه همراه است. همچنین، در تحقیقی دیگر، مرادی (۱۳۸۳) به بررسی سیلاب-های شمال شرق ایران با بهره‌گیری از داده‌های بلندمدت بارش و دبی ایستگاه‌های موجود در منطقه طی دورهٔ آماری ۳۰ ساله پرداخت و به این نتایج دست پیدا کرد که چهار الگوی کم-فشارهای مهاجر قطبی اروپایی، کم فشارهای مدیترانه‌ای، کم‌فشارهای سودانی و دریای سرخ و پرفشار مهاجر قطبی سیبری در ایجاد بارش‌های سیل‌زا در منطقه مؤثر هستند.

عزیزی (۱۳۸۲) به مطالعهٔ زمان‌یابی آغاز فعالیت پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر پرداخت. او به این نتیجه رسیده است که دههٔ دوم اکتبر برابر با دههٔسوم مهر با بیشترین فراوانی به میزان ۵۰ درصد در طول دورهٔ آماری (۱۹۸۰–۱۹۷۱) آغاز فعالیت پرفشار سیبری در منطقه است . رضایی (۱۳۸۲) سیستم‌های سینوپتیکی سیل‌زا را در جنوب دریای خزر و به صورت موردی در حوضهٔ شفارود شناسایی کرد. در این پژوهش مشخص شد حدود ۷۱ درصد سیلاب‌ها زمانی ایجاد می شود که محور ناوهٔ مستقر در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، در غرب خزر قرار گیرد. عامل ایجاد بقیهٔ سیلاب‌ها، واچرخندها و چرخندهای سطح زمین است. غفاریان، مشکواتی، آزادی، مزرعه فراهانی و رحیم‌زاده(۱۳۸۹) در بررسی سینوپتیکی بارش-های فرین شمال غرب ایران، برهم کنش دو رودباد جنب حاره و قطبی را باعث چرخندزایی

1. Mekanik, Imteaz, Gato-Trinidad & Elmahdi
2. Valdés-Pineda, Valdés, Diaz & Pizarro-Tapia
3. Abid, Almazroui, Kucharski, O'Brien & Yousef

در منطقهٔ شمال شرق دریای مدیترانه و همچنین بی‌هنجاری دمای سطح آب و بالا بودن میانگین دمای آن باعث تغذیهٔ رطوبتی منطقه شده و این دو توانستند شرایط بارش شدید در این منطقه را فراهم کنند. رنجبر و امینی (۱۳۸۹) در مطالعهٔ بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان افزایش دما در فصل تابستان و در پی آن گرم شدن دریا و تبخیر قابل ملاحظه در منطقه و همچنین افزایش گنجایش پذیرش رطوبت و گذر امواج کم دامنه‌تراز میانی و نفوذ زبانهٔ پرفشار در پشت ناوهٔ وارونهٔ عبوری و وجود رشته کوه البرز که سبب صعود هوای گرم و مرطوب می‌شود که وجود هوای سرد در تراز میانی جو پتانسیل شکل‌گیری طوفان‌های تندری و سیل آسا را فراهم می کند. مفیدی، زرین و جانباز قبادی (۱۳۹۱) در تحقیقی که با هدف بررسی علل کاهش باران‌های زمستانه نسبت به پاییز در سواحل جنوبی دریای خزر انجام دادند به این نتایج رسیدند که در فصل زمستان به واسطهٔ استقرار مراکز پرفشار قوی‌تر بر جانب شمالی و غربی دریای خزر، میزان گردش واچرخندی و فشار هوا در ترازهای زیرین جو روی بخش جنوبی دریا افزایش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد. این افزایش با وردایی نصف-النهاری قابل توجه پرفشارهای دینامیکی زمستانه، تغییر جهت وزش باد غالب در مهم‌ترین الگوی بارش‌زای خزری و کاهش یافتن دما و شار گرمای نهان در سطح دریای خزر همراه می شود. مجموع شرایط فوق کاهش یافتن مقدار، شدت و تعداد روزهای بارشی را در طول فصل زمستان در سواحل جنوبی دریای خزر به دنبال دارد.

غیور، مسعودیان، آزادی و نوری (۱۳۹۰) به منظور شناسایی الگوهای زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای استفاده کردند. نتایج مطالعات آن‌ها نشان می‌داد که در همهٔ گروه‌های بارشی، ماه تیر و فصل تابستان، کمترین فراوانی رویدادها را دارند. در گروه‌های بارشی سبک، متوسط و سنگین، ماه اسفند و فصل زمستان و در گروه بارشی فوق سنگین، ماه مهر و فصل پاییز دارای بیشترین فراوانی رویداد های بارشی هستند. عساکره، خوش‌رفتار و ستوده(۱۳۹۱) بارش‌های سنگین روزانهٔ سپتامبر در ارتباط با الگوهای سینوپتیکی در استان گیلان (۲۰۰۵-۱۹۷۵) را بررسی کرده‌اند. نتایج بیانگر تأثیر سامانه‌های پرفشار شمال غرب دریای سیاه، شمال روسیه جنب

قطبی، شمال غرب اروپا دریای نروژ، شمال دریای خزر و غرب دریای سیاه دریای مدیترانـه بر بارش‌های سنگین است.

بابایی فینی و فتاحی (۱۳۹۳) با بررسی الگوهای سینوپتیکی بـارش‌هـای خـزری بـه روش PCA طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیکی بارش‌زا را با استفاده از داده‌هـای میـانگین روزانـهٔ تـراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا طی دورهٔ آماری ۱۹۵۰–۲۰۰۸ مورد بررسی قرار دادنـد و برای ارزیابی رابطهٔ الگوهای گردش جوی بر احتمال وقوع بارش و شدت بارش، شـاخص PI را مورد استفاده قرار دادند. نظر به تحقیقات بالا و اینکه عمده تحقیقات روی بارش های فرین بوده، این سؤال پیش می‌آید که آیا می‌توان شاخصی جهت مطالعهٔ این نوع بارش‌ها ایجاد کـرد به گونه‌ای که ارتباط قوی و معناداری با بارش‌هـای سـنگین و فراگیـر سـواحل جنـوبی خـزر داشته باشد و در حین حال بتواند رفتاری معنادار با سایر شاخص‌های پیوند از دورِ مـرتبط بـا بارش‌های این خطه از کشور از خود نشان دهد. پـژوهش پـیش رو سـعی دارد بـا واکـاوی و جمع‌بندی ویژگی‌های همدیدی منجر به بارش‌های سنگین و فراگیـر فصـل پـاییز در سـواحل جنوبی خزر از طریق فصل مشترک آن‌ها به ارائـهٔ شاخصـی جدیـد جهـت مطالعـهٔ ایـن نـوع بارش‌ها مبادرت ورزد.

۳. روش‌شناسی تحقیق

۳. ۱. روش تحقیق

به منظور بررسی همدیدی بارش های سنگین ناحیهٔ خـزری و ارائـهٔ شاخصـی بـه منظـور واکاوی این بارش‌ها در منطقه از داده‌های روزانهٔ بـارش در ۸ ایسـتگاه سـینوپتیک (شـکل ۱) واقع در استان‌های ساحلی شمال کشور شامل گیلان، مازندران و گلستان استفاده شـد. در ایـن رابطه، داده های روزانهٔ بارش طی سـال هـای ۱۹۸۶ تـا ۲۰۱۰ از سـازمان هواشناسـی کشـور دریافت شد. به منظور شناسایی الگو هـای همدیـدی بـارش هـای فراگیـر پـاییزه در سـواحل جنوبی دریای خزر، روش همدیدی، محیط به گردش، انتخـاب شـد و در راسـتای پاسـخ بـه سؤال اصلی پژوهش، از داده‌های مورد اشاره بالا استفاده شد و مراحل زیر صورت پذیرفت.

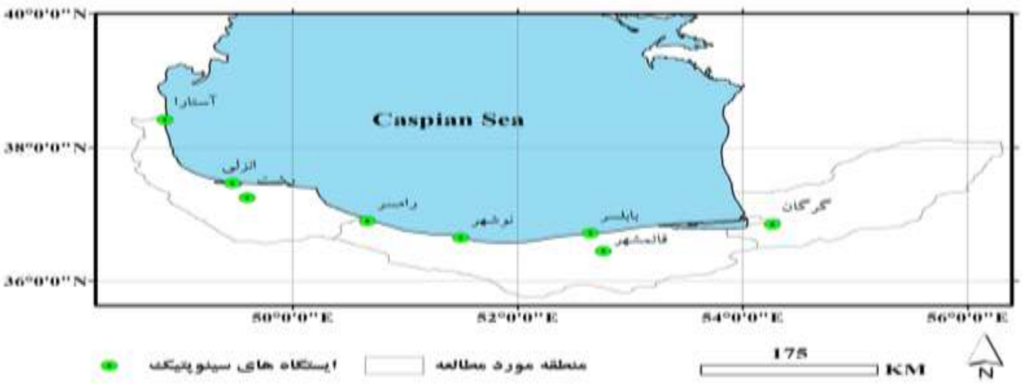
– در گام نخست روزهای فاقد بارش از سری زمانی حذف شد. سپس با توجه بـه توزیـع غیر همسان بارش در سه ماه فصل پاییز هر ماه به صورت جداگانه مورد بررسی قـرار گرفـت. بر همین اساس، سعی شد تا بارش‌های سنگین و فراگیر استخراج شود که شاخصـی بـرای آن تعریف شد.

– در گام بعد، دو شرط برای بارش فراگیر در نظرگرفته شد. اول اینکـه در آن روز، مقـدار بارش بیش از میانگین بلند مدت، خود ایستگاه ثبت شده باشد. دوم اینکه در آن روز، حـداقل ٦ ایستگاه از ٨ ایستگاه بطور همزمان بارش داشـته باشـند کـه بـدین ترتیـب روزهـای بـارش سنگین و فراگیر مجزا شدند.

– سپس وضعیت همدیدی و ساختار غالب گردش جو مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور میانگین فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه های مداری و نصف‌النهاری باد بـرای ۱۷ تراز جوی برای روزهای مذکور از مرکز ملی پیش بینی محیطی/ مرکز ملـی پـژوهش جـو (NCEP/NCAR) اخذ شد. با بهره گیری از داده‌های فوق، نقشه‌های ترکیبی فشار تراز دریا، میدان برداری باد، تاوایی نسبی، تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل به تفکیک برای دور های مختلـف تولید و تحلیل شد. در نهایت الگوهای همدیدی اصلی تعیین شد. نظر به اینکـه نیـاز بـود ایـن نقشه‌ها گروه بندی شود و با توجه به اینکه خوشه‌بندی توانایی کـاهش داده‌هـا و پیـدا کـردن گروه های واقعی را داشت از روش خوشه بندی سلسله‌مراتبی به شیوهٔ تراکمی و روش ادغـام وارد[1] بهره گرفته شد.

– در مرحلهٔ بعد، با مشخص شدن تعداد خوشه‌ها، تمایز آن‌ها به لحاظ آماری مورد آزمـون قرار گرفت که برای این موضوع، آزمون تحلیل واریانس یـک طرفـه و آزمـون تعقیبـی تـوکی استفاده شد.

1. Ward



شکل ۱- ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در تحقیق

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

٤. مبانی نظری تحقیق

٤. ۱. بارش سنگین فراگیر

در متون علمی اقلیم شناسی، بارش‌های سنگین از دو طریق صدک‌ها (بارش‌های قرار گرفته در صدک ۹۹ (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹)، صدک ۹۵ (محمدی، ۱۳۹۲)، صدک ۹۸ (سیبرت، فرانک و فرمایر[1]، ۲۰۰۵) و آستانه‌ها (روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلیمتر (رحیم‌زاده، ۱۳۸٤) و ۳۰ میلیمتر (علیجانی، ۱۳۸۱) در ایران، بارش‌های بیش از ۹٤/٤ میلیمتر (وایدا و کولکارنی، ۲۰۰۷) در هندوستان و بارش‌های بیش از ۲ اینچ (کارل، نایت، ایسترلینگ و کوآیل[2]، ۱۹۹٦) در آمریکا مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

در تحقیق پیش رو، از روش آستانه‌گذاری متغیر برای هر ایستگاه استفاده شده است؛ زیرا همانگونه که برزو و عزیزی (۱۳۹٤) نیز اشاره کرده‌اند نمی‌توان برای تمام ایستگاه‌ها از یک شاخص برای نشان دادن بارش سنگین استفاده کرد، در همین راستا، روزی که مقدار بارش آن بیش از میانگین بلند مدت بارش رخ داده در آن ایستگاه بوده به عنوان بارش سنگین در نظر گرفته شده و اگر در آن روز، در بیش از ۷۰ درصد ایستگاه‌ها بارش سنگین ثبت شده باشد آن روز به عنوان بارش سنگین فراگیر مشخص شده است.

1. Seibert, Frank & Formayer
2. Karl, Knight, Easterling & Quayle

٤. ۲. شاخص CACO

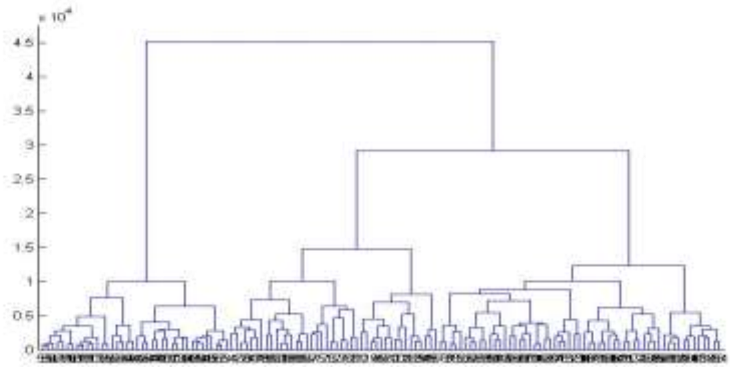
شاخصCACO، از جمله شاخص‌های پیوند از دور است که همانند شاخص نوسان اطلس شمالی از جمله شاخص‌های فشاری بوده که از تفاضل میانگین فشار تراز دریا در خطی به مختصات ۲۰ درجهٔ شرقی تا ۲۵ درجهٔ شرقی روی عرض جغرافیایی۷,۵ درجهٔ شمالی واقع در افریقا، از میانگین فشار تراز دریا در خطی به مختصات ۵۲,۵ درجهٔ شرقی تا ۵۷,۵ درجهٔ شرقی روی عرض جغرافیایی ٤۵ درجهٔ شمالی واقع در حوضه دریای خزر، محاسبه می‌شود.

٤. ۳. شاخص NCPI

شاخص NCPI که از جمله شاخص‌های ژئوپتانسیلی جو بوده و در واقع، تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دریای شمال واقع در اسکاندیناوی است که از ارتفاع ژئو پتانسیلی دریای خزر بدست می‌آید.

۵. یافته‌های تحقیق

با توجه به تعریف ارائه‌شده از بارش‌های سنگین و فراگیر، ۱۰٤ مورد از این رخداد طی سال-های ۱۹۸٦ تا ۲۰۱۰ در منطقهٔ مورد مطالعه شناسایی شدند. نتایج حاصل از خوشه‌بندی فشار تراز دریا برای این بارش‌ها ۳ الگوی همدیدی متمایز را مشخص ساخت (شکل ۲) که از لحاظ آماری دارای تفاوت معناداری با هم بودند (جدول ۱).



شکل ۲- نمودار درختی حاصل از تحلیل خوشه ای بر روی مقادیر روزهای بارش فراگیر در طول دورهٔ آماری

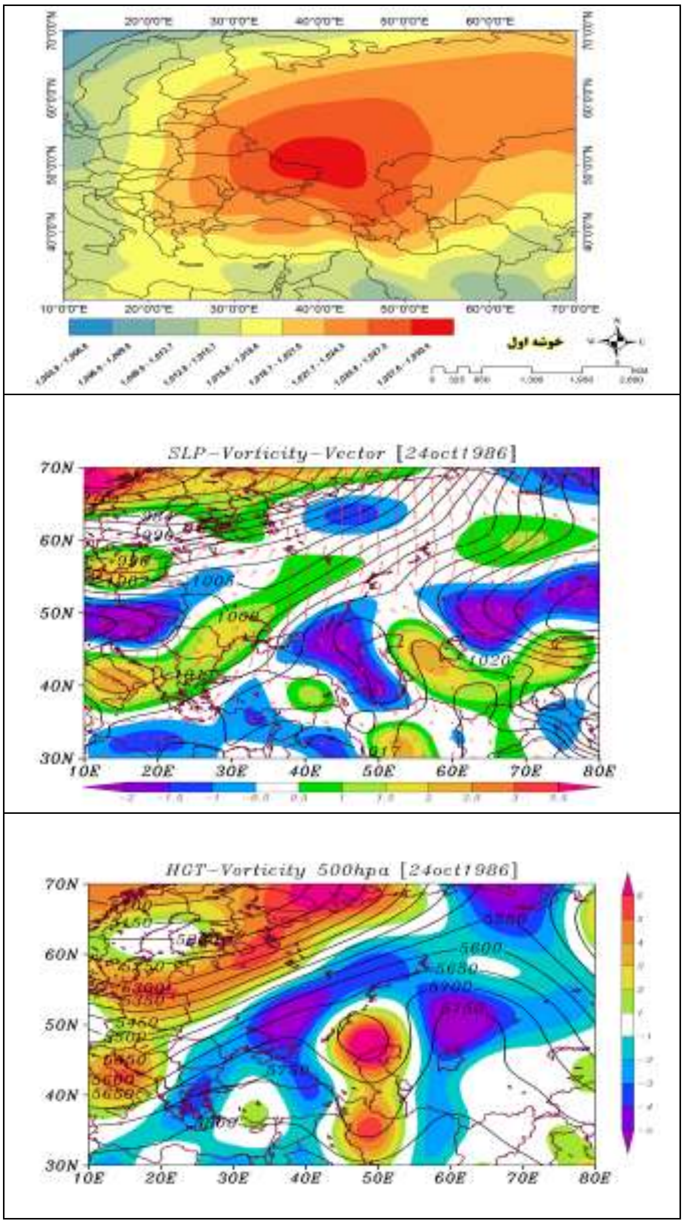
مأخذ: نگارنده ،۱۳۹٦

جدول ۱- جدول آزمون تعقیبی Tukeyبرای سنجش تمایز تک تک خوشه‌ها از همدیگر

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

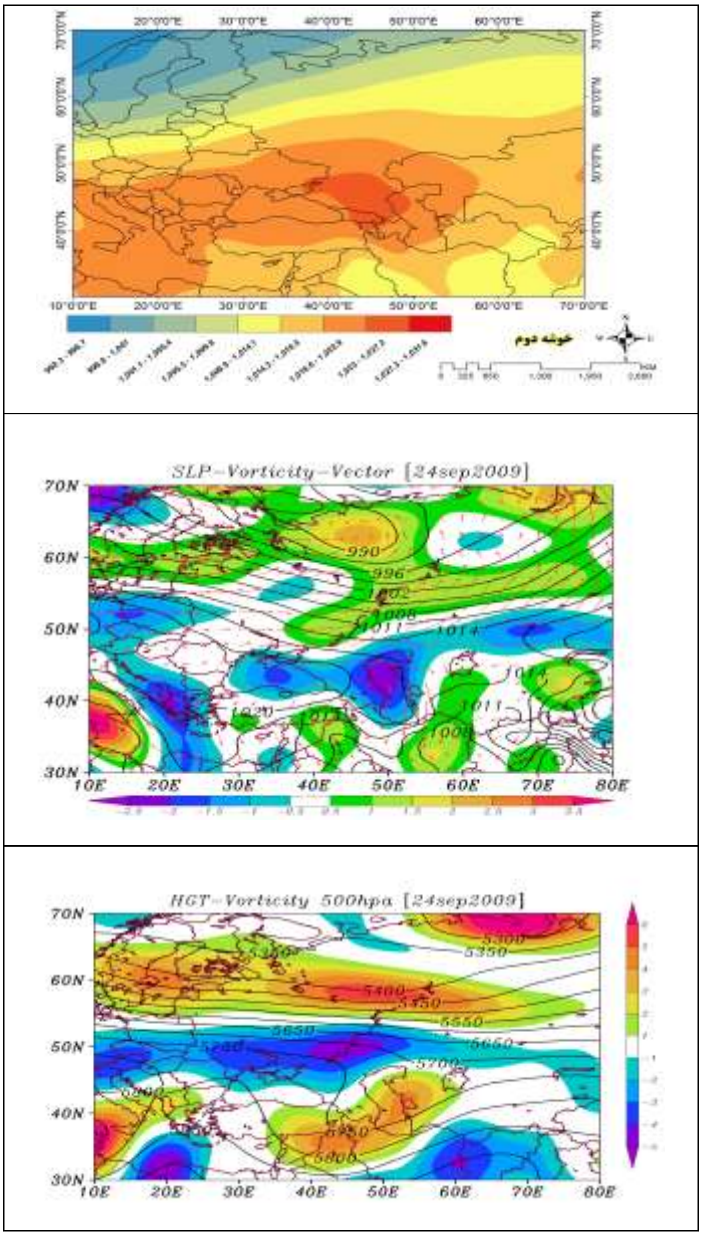
آزمون تعقیبی توکی		درصد اطمینان در سطح ۹۵ صدم				
طبقه(I)	طبقه(J)	اختلاف میانگین	ارور انحراف معیار	معناداری	حدپایین	حدبالا
۱	۲	۳,٦	۰,۳٦	۰	۲,۷۷	٤,٤٤
	۳	۲,٦۲	۰,۳٦	۰	۱,۷۹	۳,٤٦
۲	۱	-۳,٦	۰,۳٦	۰	-٤,٤٤	-۲,۷۷
	۳	-۰,۹۷	۰,۳٦	۰,۰۲	-۱,۸۱	-۰,۱٤
۳	۱	-۲,٦۷	۰,۳٦	۰	-۳,٤٦	-۱,۷۹
	۲	۰,۹۷	۰,۳٦	۰,۰۲	۰,۱٤	۱,۸۱

براین اساس، سه الگوی پرفشار سیبری (شکل ۳)، ادغام (شکل ٤) و پرفشار مهاجر (شکل ۵) بارش‌های سنگین و فراگیر فصل پاییز این منطقه را سبب می‌شوند. برای هر الگو یک نماینده (روزی که بیشترین همبستگی را با سایر روزهای آن خوشه داشته باشد) انتخاب و ویژگی‌های همدیدی آن در دو تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی مورد تحلیل قرار گرفت. در هر دو الگوی پرفشار سیبری و ادغام، ناپایداری حاصل از حضور کم فشار دینامیکی بر روی خزر و قرارگیری خط تراف در تراز بالا و گرادیان فشار شمال به جنوب روی دریای خزر که جریان هوای سرد روی دریای گرمتر را ایجاد می کند، منجر به تزریق رطوبت به سیستم کم فشار می‌شود و نهایتا باعث بارش‌های سنگین و فراگیر این منطقه می‌شوند. تفاوت این دو الگو در نحوهٔ ورود و قرارگیری سامانهٔ پرفشار روی دریای خزر است. بدین نحو که در الگوی پرفشار سیبری در شمال شرق دریاچهٔ بایکال هستهٔ پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال تشکیل شده است. این مرکز پرفشار زبانه‌های خود را به سمت شرق گسترش داده و تا شمال افریقا پیشروی داشته است. منحنی ۱۰۱۵ هکتو پاسکال آن تا سواحل جنوبی مدیترانه گسترش دارد.و در روی دریای خزر هستهٔ ثانویه پرفشار شکل گرفته است، حال آنکه در الگوی ادغام، پرفشار مهاجر اروپایی بر روی دریای سیاه مستقر شده است و زبانه‌ای از آن تا دریای خزر رسیده است، پرفشار مزبور در شمال دریای خزر با پرفشار سیبری در هم آمیخته و گستره‌ای از مراکز پرفشار عرض های بالا را با هستهٔ سرد و عامل حرارتی به وجود آورده است.



شکل ۳- الگوی پرفشار سیبری به ترتیب از بالا به پایین، میانگین فشار تراز دریا، آرایش الگوهای همدیدی در تراز ۱۰۰۰ (نقشهٔ وسط) و ۵۰۰ (نقشهٔ پایین) هکتوپاسکالی برای نمایندهٔ این خوشه، ۱۹۸٦/۱۰/۲٤.

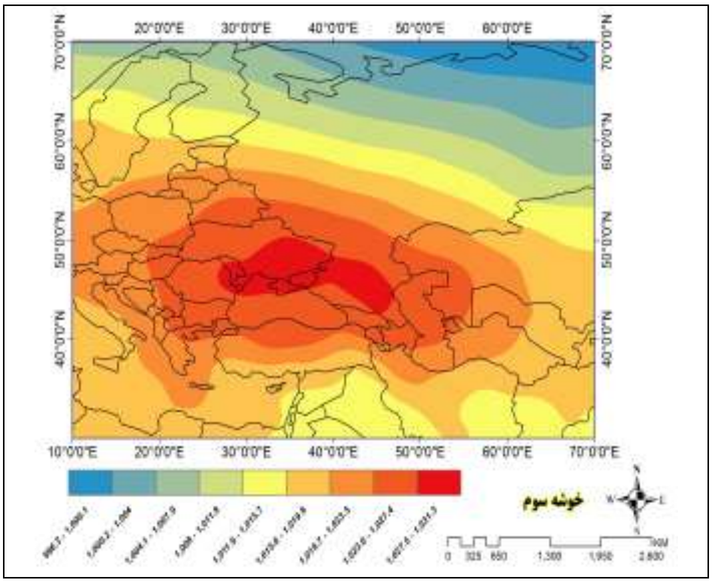
مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

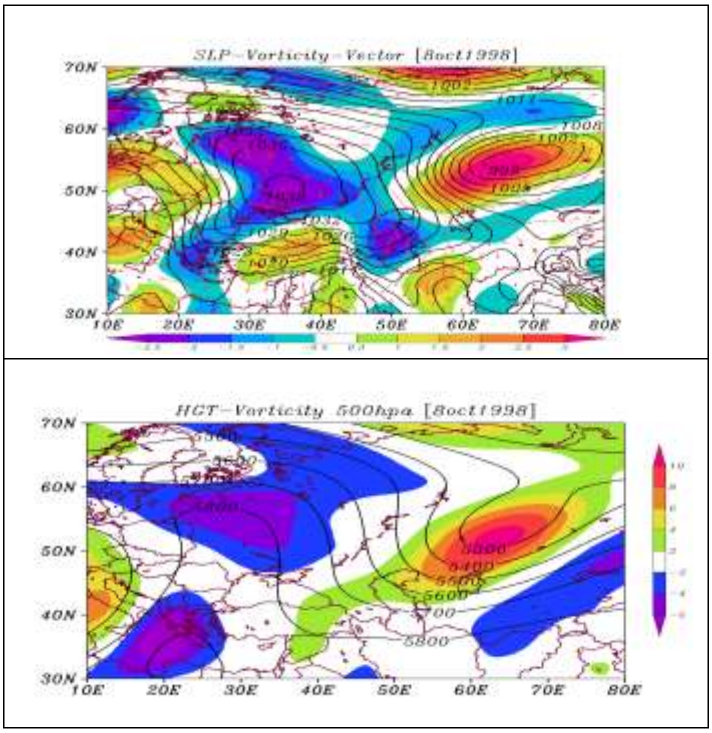


شکل ٤- الگوی ادغام، به ترتیب از بالا به پایین، میانگین فشار تراز دریا، آرایش الگوهای همدیدی در تراز ۱۰۰۰ (نقشه وسط) و ۵۰۰ (نقشه پایین) هکتوپاسکالی برای نماینده این خوشه، ۲۰۰۹/۹/۲٤.

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

الگوی پرفشار مهاجر، در سطح زمین یک پرفشار حرارتی که از منطقهٔ جنب قطبی منشأ گرفته با هستهٔ سرد به سمت شرق و جنوب شرق در حال حرکت است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی این پرفشار سطح زمینی، منطقهٔ چرخندگی منفی بادهای غربی عامل دینامیکی تقویت این پرفشار است. پرفشار سطح زمین به وسیلهٔ چرخندگی منفی و روی آن با ناوه تراز میانی اتصال دارند. اتصال بین چرخندگی منفی سطح زمین و سطوح میانی باعث حرکت پرفشار به دنبال ناوه سطوح میانی می باشد و به این صورت پرفشار تراز پایینی قادر است مسیر غرب به شرق را روی خشکی های اروپا آسیا طی کند. در حاشیهٔ شرقی پرفشار سطح زمین گردش پاد زمین گرد باعث جریانات باد از سمت شمال شده است؛ درحالی که حاشیهٔ شرقی پرفشار بر روی دریای خزر استقرار یافته است. بنابراین، تحت تأثیر گردش باد زمینگرد پرفشار، جریانات روی خزر شمالی شده و هوای سرد عرض های بالایی در تراز پایین تروپوسفر به سمت جنوب به حرکت در آمده است. این هوای سرد هنگام عبور از آب‌های گرم که دمای خود را از فصل گرم تابستان دارد به تدریج از قسمت زیرین گرم شده، رطوبت حاصل از دما را جذب می کند (شکل ۵).





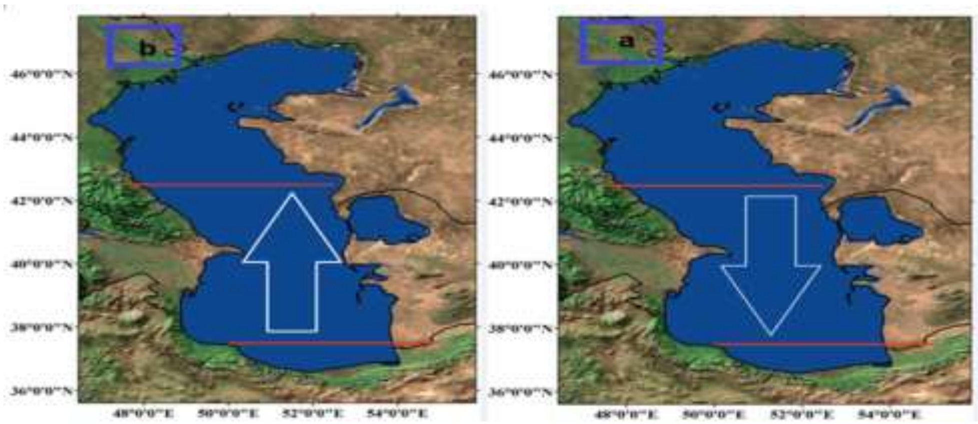
شکل ۵- الگوی پرفشار مهاجر، به ترتیب از بالا به پایین، میانگین فشار تراز دریا، آرایش الگوهای همدیدی در تراز ۱۰۰۰ (نقشهٔ وسط) و ۵۰۰ (نقشهٔ پایین) هکتوپاسکالی برای نمایندهٔ این خوشه، ۱۹۹۸/۱۰/۸.

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

با توجه به تحلیل همدیدی روزهای بارش سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر می‌توان ادعا کرد که تشکیل گرادیان فشار روی دریای خزر به نحوی که هدایت جریانات شمالی به سمت سواحل جنوبی خزر را سبب شود از عوامل اصلی رخداد این بارش‌ها محسوب می‌شود.

جهت اثبات ادعای فوق لازم بود کمی‌سازی این عامل صورت پذیرد. در این راستا، میانگین فشار خطی در شمال خزر بدست آمد و از میانگین فشار خطی در نزدیکی ساحل خزر جنوبی، کسر شد تا مقدار گرادیان فشار که خود وضعیت باد را بر روی خزر مشخص می‌کند، بدست آید. بدین صورت خطوطی در شمال و جنوب دریای خزر آزمون شد و نهایتا خطی به مختصات ٤٩ تا ٥٥ درجهٔ شرقی و ٤٢,٥ درجهٔ شمالی واقع در شمال دریای خزر و خطی به مختصات ٥٠ تا

۵۵ درجهٔ شرقی و ۳۷,۵ شمالی واقع درجنوب دریای خـزر در نظـر گرفتـه شـد و پـس از بدسـت آمدن تفاضل آن مقدار گردیان فشار بر دریای خزر بدست آمد (شکل ٦).



NC = (49°E,55°E,42.5°N)
SC = (50°E,55°E,37.5°N)
CGP = $P\overline{NC}$ - $P\overline{SC}$

شکل ٦- وضعیت شاخص CGP زمانی که مثبت (a) زمانی که منفی (b)

ماخذ: نگارنده ،۱۳۹٦

– در مرحلهٔ بعد مقدار شاخص CGP برای هر ۱۰٤ مورد بارش فراگیر اسـتخراج و رابطـهٔ آن مورد بررسی قرار گرفت.

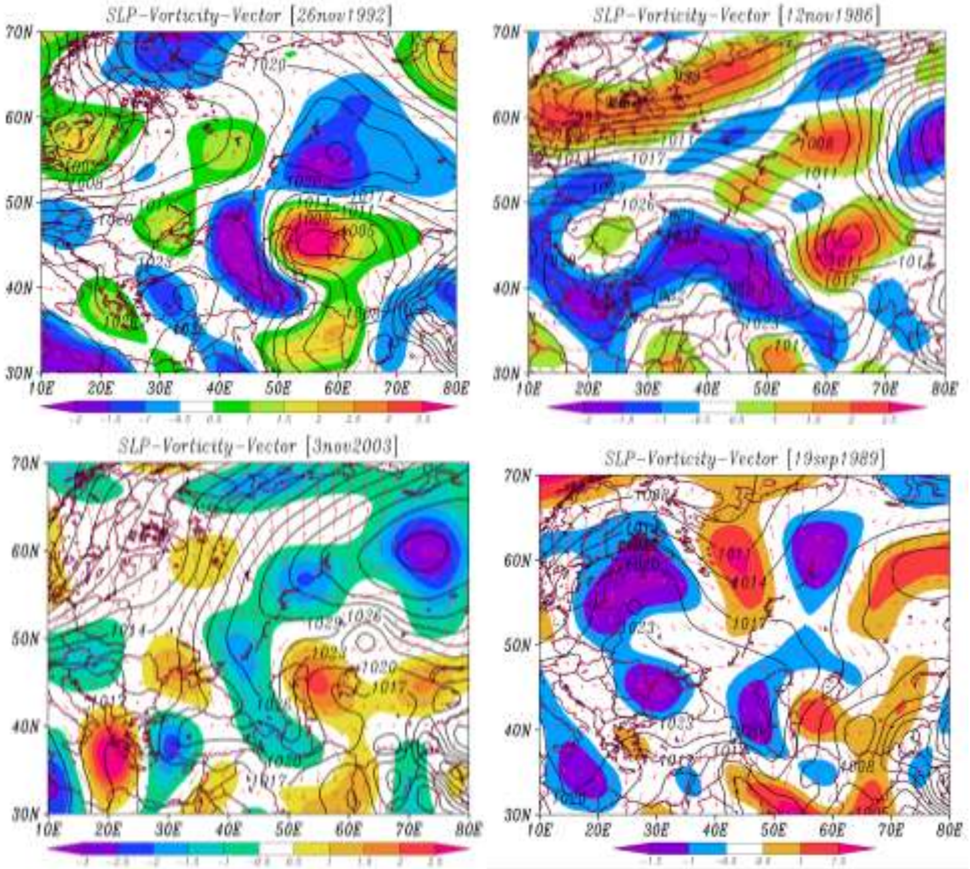
– در مرحلهٔ بعد رابطهٔ بین مقدار شاخص CGP در هر ۱۰٤ روز با مقادیر برخی شـاخص‌هـای فعال در منطقه و پرفشار سیبری و بارش ایستگاه‌های منطقه بطور جداگانه بررسی شد.

– در مرحلهٔ بعد مقادیر این شاخص در دورهٔ مورد مطالعه در سه گروه روزهـای فاقـد بـارش و روزهای بارشی و روزهای بارش فراگیر مورد آزمون آنومالی قرار گرفت .

۵. ۱. بررسی شاخص CGP با بارش‌های فراگیر

پس از تهیهٔ اسکریپت و استخراج شاخص فوق ابتدا بـه نظـر رسـید در هـر ۱۰٤ مـورد بـارش فراگیر، شاخص فوق باید مثبت بوده باشد. پس از آزمون مشخص شـد از ۱۰٤ مـورد فـوق در ۱۰۰ مورد، شاخص مثبت بوده و تنها در ٤ مورد مثبت نبود است. بـرای بررسـی چرایـی موضـوع فـوق

نقشهٔ هر ٤ مورد ترسیم شد که در شکل (۷) نمایش داده شده است. در شکل کاملا مشـخص اسـت که در این ٤ مورد نیز باد شمالی می باشد، ولی به دلیل اینکه یک پرفشار بـر روی دریـای خـزر بـه صورت عمودی قرار گرفته و تفاوت فشار در بالا و پایین یکی است، شاخص فوق نشان نداده ولـی باز هم در این ٤ نقشه می‌بینیم که باد شمالی بوده و فرضیهٔ باد شمالی تأیید می‌شود.



شکل ۷- نقشهٔ بارش‌های فراگیری که شاخص CGP مثبت نبود

مأخذ: نگارنده، ١٣٩٦

۵. ۲. بررسی رابطهٔ شاخص CGP با بارش ایستگاه‌ها و برخی الگوهای پیوند از دور فعال در منطقه

پس از محاسبهٔ مقادیر روزانهٔ GCP ارتباط آن با سری زمانی بارش فصل پاییز و شاخص‌های دور پیوندی Ao, NAO, NCPI700, CACO و SHI مورد توجه قرار گرفت

(جدول ۲). همانطور که قابل ملاحظه است شاخص جدید با همهٔ آن‌ها به صورت معناداری ارتباط دارد. البته جهت ارتباط در همه یکسان نبوده و با NAO,AO به صورت مستقیم و با CACO و NCPI و سیبری ارتباط معکوس دارد.

جدول ۲- بررسی رابطهٔ شاخص CGP با برخی الگوهای دور پیوندی و پر فشار سیبری

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

		Ao	NAO	Ncpi 700	CaCo	SHI
Ao	ضریب همبستگی پیرسون	۱	٥۷۸	۰,۱٤۲	-۰,۰٤۲	۰,۰۰۱
	ضریب معنا داری		۰	۰	۰,۰٤۷	۰۹٦۷
	تعداد	۲۲۷٥	۲۲۷٤	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥
NAO	ضریب همبستگی پیرسون	٥۷۸	۱	۰,۳۲۹	-۰,۰٥۱	۰,۰۳
	ضریب معنا داری	۱		۱	۰,۰۱٥	۰,۱٥۲
	تعداد	۲۲٤۷	۲۲٤۷	۲۲٤۷	۲۲٤۷	۲۲٤۷
Ncpi 700	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۱٤۲	۰,۳۲۹	۱	۰,۳٦٤	-۰,۱۲
	ضریب معناداری	۰	۰		۰	۰
	تعداد	۲۲۷٥	۲۲۷٤	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥
CaCo	ضریب همبستگی پیرسون	-۰,۰٤۲	-۰,۰٥۱	۰,۳٦٤	۱	-۰,۳۹۸
	ضریب معناداری	۰,۰٤۷	۰,۰۱٥	۰		۰
	تعداد	۲۲۷٥	۲۲۷٤	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥
SHI	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۰۰۱	۰,۰۳	-۰,۱۲	-۰,۳۹۸	۱
	ضریب معنا داری	۰,۹٦۷	۰,۱٥۲	۱	۱	
	تعداد	۲۲۷٥	۲۲۷٤	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥
GC	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۰٤۷	-۰,۰۸٦	-۰,۱٦۸	-٥۹۷	-۰,۰۸۹
	ضریب معناداری	۰,۰۲٤	۰	۰	۰	۰
	تعداد	۲۲۷٥	۲۲۷٤	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥

در قسمت بعد لازم بود ارتباط سری زمانی بارش فصل پاییز با شاخص تولید شده بدست آید. در جدول (۳) به بررسی این شاخص با سری زمانی بارش فصل پاییز ایستگاه‌های مورد مطالعه پراخته شد. همانطور که مشخص است این شاخص ارتباط معناداری با تمام ایستگاه‌ها داشته و

ارتباط آن با تمام ایستگاه‌ها به جز گرگان مثبت است و تنها گرگان با شاخص فوق ارتبای منفی دارد.

جدول ۳- ارتباط شاخص CGP با بارش ایستگاه‌های سواحل خزر جنوبی

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٦

		انزلی	رشت	آستارا	نوشهر	رامسر	بابلسر	قائم شهر	گرگان
GC	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۳۰۹	۰,۰۲۷٤	۰,۲۲۹	۰,۱٤۳	۰,۱٤۹	۰,۰٥٦	۰,۰٥٦	−۰,۰٦٤
	ضریب معناداری	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۰۲
	تعداد	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷۳	۲۲۷٥	۲۲۷٥	۲۲۷٥

سپس نظر به موارد بالا، به نظر رسید آنومالی این شاخص در هر سه سری داده مقایسه شود .بدین منظور ابتدا میانگین بلندمدت آن‌ها را بدست آوردیم. اعداد، در واقع گویای تفاوت در شاخص CGP است.

جدول ٤- میانگین آنومالی داده‌ها در شاخص GCP

مأخذ: نگارنده ،۱۳۹٦

شاخص	CGP
روزهای فاقد بارش	۱٥۷,۷
روزهای بارش دار	۳۲۷,٥
روزهای بارش فراگیر	٤۲٦,۸

مقدار آن کاملا در سه مورد فوق متفاوت است. برای اطمینان در این رابطه نیز آزمـون آنـوا و توکی گرفته شده که در زیر آورده شده و ملاحظه می‌شود که در این مورد هر سـه گـروه بـا هم تفاوت معنادار دارند.

جدول ۵- آزمون تحلیل واریانس یک طرفه برای آنومالی مقدار شاخص فوق در روزهای فاقد بارش، روزهای بارش دار و و روزهای بارش فراگیر

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

۰	۱۱۴,۶۲۸	۸۱۱۷۹۶۶,۶۲۵	۲	۱۶۲۳۵۹۳۳,۲۵	**بین گروه ها**	**GC**
		۷۰۸۱۹,۸۰۲	۲۲۷۲	۱,۶۱E+۰۸	**داخل گروه ها**	
			۲۲۷۴	۱,۷۷ E+۰۸	**مجموع**	

جدول ٦- آزمون تعقیبی برای آنومالی مقدار شاخص فوق در روزهای فاقد بارش، روزهای بارش‌دار و و روزهای بارش فراگیر

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

-۱۳۵,۰۷	-۱۹۰,۱۶	۰	۱۱,۷۴	-۱۶۲,۶۲	۱	۰	**GC**
-۲۰۲,۴۷	-۳۳۵/۸۰۵۳۶۳	۰	۲۸,۴۲	-۲۶۹,۱۳	۲		
۱۹۰,۱۶	۱۳۵,۰۷	۰	۱۱,۷۴	۱۶,۶۲	۰	۱	
-۴۱,۲۱	-۱۷۱,۸۱	۰	۲۷,۸۴	-۱۰۶,۵۱	۲		

٦. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در پژوهش حاضر الگوهای سینوپتیکی بارش‌های فراگیر منطقهٔ خزری مورد تحلیل و ارزیابی قرارگرفت. شاخصی جدید به نام CGP معرفی و ارائه شد که نتایج پژوهش به قرار زیر است.

با بررسی‌های انجام‌شده مشخص شد که در رویدادهای بارشی رصد شده، سه الگوی غالب پرفشار در منطقه حاکمیت دارد که با استفاده از تحلیل خوشه‌ای این امر حاصل شد. در ادامه ماهیت این سه الگوی فشار مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

– نظر به هر سه الگو مشاهده می‌شود که برای ایجاد بارش فراگیر در این فصل نیاز به حضور یک پرفشار بر روی دریا و ایجاد جریانات شمالی بر روی آب که با توجه به گرم بودن آب در این زمان از سال باعث جذب رطوبت از زیر و ناپایداری در انتهای مسیر و حمایت این صعود به صور مختلف در سطح میانی بود که نهایتا منجر به بارش‌های فراگیر در سواحل جنوبی می‌شود.

– نظر به بررسی‌های سینوپتیکی روی این نوع از بارش به نظر رسید جمیع عوامل در صورتی که به باد شمالی بیانجامد و شرایط سینوپتیک تراز فوقانی اجازه ناپایداری را فراهم سازد، بارش‌های سنگین و فراگیر ایجاد می‌کند که در این راستا شاخصی تولید و مورد بررسی قرار گرفت.

– بررسی شاخص حاکی از آن است که از بررسی ۱۰٤ مورد بارش فراگیر در منطقه، در ۱۰۰ مورد شاخص تولید شده مثبت بوده و در ٤ مورد که شاخص مثبت نبوده هم بررسی الگو هـای سـینوپتیکی حاکی از برقراری باد شمالی است، ولی به جهت اسـتقرار یـک پرفشـار بـر فـراز محـدودهٔ اسـتخراج شاخص، گرادیان فوق پاسخ‌گو نیست ولی باد شمالی جریان دارد که حاکی از تأیید فرض اولیـهٔ ایجـاد شاخص است.

– بررسی شاخص فوق با سایر الگوهای دور پیوندی فعال و پر فشار سیبری و بـارش ایسـتگاه‌هـا نشان از ارتباط قوی‌تر این شاخص با همهٔ موارد فوق نسبت به شاخص‌های قبلی دارد.

– در بررسی آنومالی این شاخص در دورهٔ مورد بررسی در سه گروه روزهای فاقد بارش ، روزهای بارشی و روزهای بارش فراگیر نشان از آنومالی معنادار در این سه گروه می دهد که می‌توان این مورد را به عنوان نقش عاملی باد شمالی که در شاخص فوق مستتر است، در رابطه با بارش هـای فراگیـر ادعـا کرد.و به نظر می رسد در صورتی که در رابطه با تولید شاخص گرادیان فشار خـزر وضـعیت شـارش رطوبت و دمای آب و چرخندگی نیز توامان با گرادیان فشار مطالعه شود شاخصی کامل‌تر و دقیق‌تـر حاصل می‌شود.

کتابنامه

۱. بابایی فینی، ا.، و فتاحی، ا. (۱۳۹۳). طبقه‌بندی الگوهای سـینوپتیکی بـارش زا در سـواحل دریـای خزر. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۱* (۱)، ٤۲–۱۹.

۲. برزو، ف.، و عزیزی، ق. (۱۳۹٤). پیشنهاد معیاری سـاده بـرای بـرآورد بـارش سـنگین در منـاطق مختلف ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ٤۷*(۳)، ۳٦٥–۳٤۷.

۳. خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۲). *تحلیل و ارائهٔ مدل‌های سینوپتیکی و کلیماتولوژی برای بـارش-های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر.* رسالهٔ دکتری منتشرنشدهٔ جغرافیای طبیعی با گرایش اقلیم دانشگاه تربیت مدرس. تهران، ایران.

٤. رحیم‌زاده، ف. (۱۳۸٤). بررسی مقادیر حدی بارش در ایران. *نیوار، ۳۰*(۵۸ و ۵۹)، ۲۰–۷.

۵. رضایی، پ.، علیجانی، ب.، و عزیزی، ق. (۱۳۸۲). شناخت سیستم های سینوپتیکی سیل زا در جنوب دریای خزر (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ شفا رود). *فصل نامهٔ جغرافیایی سرزمین*، (۱۰)، ٥٦-۳۳.

٦. رنجبر سعادت آبادی، ع.، و امینی، ن. (۱۳۸۹). مطالعهٔ بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان. *نشریهٔ پژوهش‌های اقلیم شناسی*، *۱*(۲)، ۷٦-۵۷.

۷. سلیقه، م.، چهره آرا، ت.، و ناصر زاده، ح. (۱۳۹۵). بررسی رابطه شاخص های NCPI و CACO با بارش های فراگیر پاییزه. *تحقیقات کاربردی*، *۱٦*(٤۳)، ۳۵-۱۹.

۸. عزیزی، ق. و یوسفی، ح. (۱۳۸۳). زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر. *فصل‌نامهٔ مدرس علوم انسانی*، *۹*(٤)، ۱۰۰-۸۱.

۹. عساکره، ح.، خوش‌رفتار، ر.، و ستوده، ف. (۱۳۹۱). تحلیلی بر بارش‌های سنگین روزانهٔ سپتامبر در ارتباط با الگوهای همدید در استان گیلان ۲۰۰۵-۱۹۷٦. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، (۸۰)، ٦٦-۵۱.

۱۰. علیجانی، ب. (۱۳۸۱). *آب وهوای ایران (*چاپ پنجم). تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.

۱۱. علیجانی، ب.، محمدی، ح.، و بیگدلی، آ. (۱۳۸٦). نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر. *فصل‌نامهٔ جغرافیایی سرزمین*، *٤*(٤)، ۷۱-۵۲.

۱۲. غفاریان، پ.، مشکواتی، ا.، آزادی، م.، مزرعه فراهانی، م.، و رحیم‌زاده، ف. (۱۳۸۹). بررسی همدید بارش در شمال غرب ایران - مطالعهٔ موردی بارش فرین ایستگاه ارومیه. *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، *۱*(٤-۳)، ٢٦-۱۵.

۱۳. غیور، ح. ع.، مسعودیان، س. ا.، آزادی، م.، و نوری، ح. (۱۳۹۰). تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر. *تحقیقات جغرافیایی*، ٢٦(۱۰۰)، ۳۰-۱.

۱٤. فتاحی، ا.، و رحیم‌زاده، ف. (۱۳۸۸). تأثیر پدیدهٔ انسو بر رفتار الگوهای گردشی جوی ایران. *مجلهٔ جغرافیا و توسعه*، *۷*(۱۵)، ٤٤-۲۱.

۱۵. محمدی، ب و مسعودیان، ا. (۱۳۸۹). تحلیل فشار تراز دریا در زمان رخداد بارش‌های فوق سنگین و فراگیر ایران. *مقالهٔ ارائه شده در چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران*، انجمن ژئوفیزیک ایران، تهران.

۱٦. محمدی، ب. (۱۳۹۲). تحلیل روند سالانهٔ آستانهٔ بارش‌های سنگین ایران. *تحقیقات جغرافیایی*، *۲۸*(۱)، ۱۷٦-۱٦۳.

۱۷. مرادی، ح. ر. (۱۳۸۱). تحلیل همدیدی بارش‌های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال. *مجلۀ علوم و فنون دریایی*، *۱*(۲)، ۷۲–۶۱.
۱۸. مفیدی، ع.، زرین، آ.، و کارخانه، م. (۱۳۹۳). بررسی الگوی گردش جو در طول دوره‌های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر. *نشریۀ ژئوفیزیک ایران*، *۸*(۱)، ۱۷۶–۱٤۰.
۱۹. مفیدی، ع.، زرین، آ.، و جانباز قبادی، غ. ر. (۱۳۹۱). تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر. *مجلۀ فیزیک زمین و فضا*، ۳۸(۱)، ۲۰۳ – ۱۷۷.

20. Abid, M. A., Almazroui, M., Kucharski, F., O’Brien, E., & Yousef, A. E. (2018). ENSO relationship to summer rainfall variability and its potential predictability over Arabian Peninsula region. *NPJ Climate and Atmospheric Science*, *1*(1), 1-7.
21. Aceituno, P., & Garreaud, R. (1995). Impacto de los fenómenos el Niño y la Niña en el régimen pluviométrico Andino. *Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 9, 12-20.
22. Alijani, B. (2002). Variations of 500 hPa flow patterns over Iranand surrounding areas and their relationship with the climate of Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, *72*(1-2), 41-54.
23. Carla Lima, K., Satyamurty, P., & Reyes Fernández, J. P. (2009). Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, *101*(1-2), 121-135.
24. Hatzaki, M., Flocas, H. A., Maheras, P., Asimakopoulos, D. N., & Giannakopoulos, C. (2006). Study of future climatic variations of a teleconnection pattern affecting Eastern Mediterranean. *Global Nest Journal*, *8*(3), 195-203.
25. Hidalgo-Muñoz, J. M., Argüeso, D., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Díez, Y. (2011). Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology*, *409*(1-2), 497-511.
26. Houssos, E. E., Lolis, C. J., & Bartzokas, A. (2008). Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece. *Advances in Geosciences*, 17, 5-11.
27. Karl, T. R., Knight, R. W., Easterling, D. R., & Quayle, R. G. (1996). Indices of climate change for the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *77*(2), 279-292.
28. Kutiel, H., & Benaroch, Y. (2002). North Sea-Caspian Pattern (NCP)–an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*, *71*(1-2), 17-28.

29. Kutiel, H., & Helfman, I. (2004). The impact of Central African-Caspian Oscillation (Caco) on climate regimes in the Red Sea region. *Horizons Geography*, *60*(61), 183-194.
30. Lima, K. C., Satyamurty, P., & Fernández, J. P. R. (2010). Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, *101*(1-2), 121-135.
31. Lorenzo, S. J., Lopez, A., Codobilla, M. J., Garcia, M. A., & Raso, J. M. (2008). Torrential rainfall in northeast of the Ibrian Peninsula: Synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Sciences and Research*, *2*, 99-105.
32. Mastrangelo, D., Horvath, K., Riccio, A., & Miglietta, M. M. (2011). Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy. *Atmospheric Research*, *100*(4), 586-602.
33. Mekanik, F., Imteaz, M. A., Gato-Trinidad, S., & Elmahdi, A. (2013). Multiple regression and Artificial Neural Network for long-term rainfall forecasting using large scale climate modes. *Journal of Hydrology*, *503*, 11-21.
34. Seibert, P., Frank, A., & Formayer, H. (2007). Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria. *Theoretical and applied climatology*, *87*(1), 139-153.
35. Vaidya, S. S., & Kulkarni, J. R. (2007). Simulation of heavy precipitation over Santacruz, Mumbai on 26 July 2005, using mesoscale model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *98*(1-2), 55-66.
36. Valdés-Pineda, R., Valdés, J. B., Diaz, H. F., & Pizarro-Tapia, R. (2015). Analysis of spatio-temporal changes in annual and seasonal precipitation variability in South America-Chile and related ocean–atmosphere circulation patterns. *International Journal of Climatology*, *36*(8), 2979-3001.
37. Wibig, J. (1999). Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, *19*(3), 253-269.